



IGME

1.044

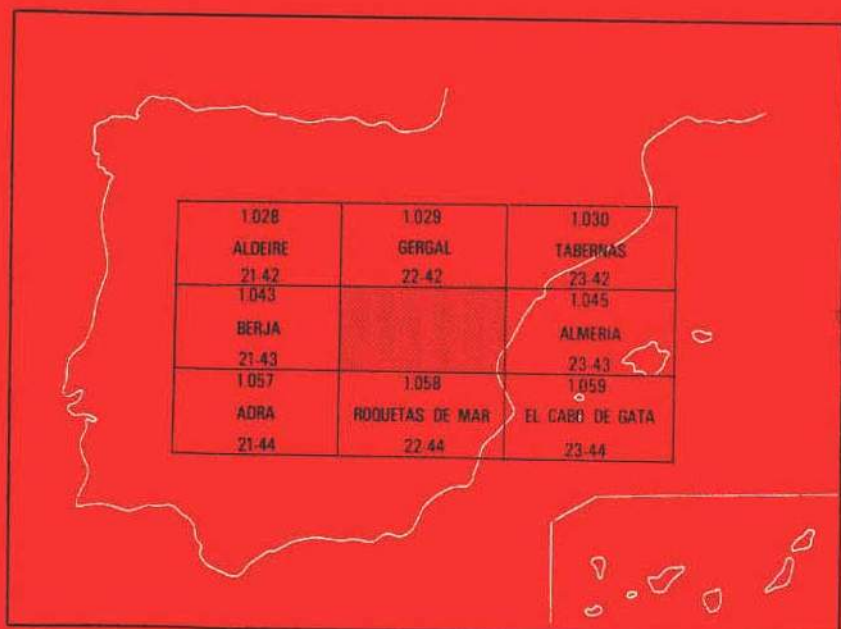
22-43

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA

E. 1:50.000

ALHAMA DE ALMERIA

Segunda serie-Primera edición



INSTITUTO GEOLOGICO Y MINERO DE ESPAÑA

MAPA GEOLOGICO DE ESPAÑA
E. 1:50.000

ALHAMA DE ALMERIA

Segunda serie - Primera edición

SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA

La presente Hoja y Memoria ha sido realizada por la Empresa Nacional Adaro de Investigaciones Mineras, con normas, dirección y supervisión del I.G.M.E.

Cartografía y Memoria: F. VOERMANS. Lic. en Ciencias Geológicas por la Universidad de Amsterdam.

(Del Alpujárride y Maláguide).

J. BAENA. Lic. en Ciencias Geológicas.

(Del Neógeno y Cuaternario).

Y la colaboración de K. EWERT.

Micropaleontología (Del Terciario): L.F. GRANADOS GRANADOS. Lic. en Ciencias Geológicas.

C. MARTINEZ DIAZ. Dr. Ingeniero de Minas.

Sedimentología: M.C. FERNANDEZ-LUANCO. Lic. en Ciencias Geológicas.

Petrografía: F. VOERMANS. Lic. en Ciencias Geológicas.

A. ARGUELLES. Lic. en Ciencias Geológicas.

Dirección y supervisión: PEDRO RUIZ REIG. Lic. en Ciencias Geológicas. (IGME).

INFORMACION COMPLEMENTARIA

Se pone en conocimiento del lector que en el Instituto Geológico y Minero de España existe para su consulta, una documentación complementaria constituida por:

- Muestras y sus correspondientes preparaciones.
- Album fotográfico.
- Mapa de situación de muestras.
- Informes petrológicos.
- Análisis químicos.
- Fichas bibliográficas.

Servicio de Publicaciones - Doctor Fleming, 7 - Madrid-16

Depósito Legal: M-35.081-1.983

Tirada: Gráficas **JAPETA** Humanes (Madrid)

1.3.1.3.	Formación de margas arenosas y calcarenitas T_{11}^{Bc}	17
1.3.1.4.	Formación margosa "profunda" T_{11}^{Bc}	18
1.3.1.5.	Formación conglomerática continental T_{12cg}^{Bc}	18
1.3.1.6.	Formación detrítico-margosa y arenosa T_{12}^{Bc}	19
1.3.1.7.	Formación de margas y calizas pararecificales T_{12m}^{Bc} y T_{12c}^{Bc}	19
1.3.2.	Plioceno y Cuaternario	20
1.3.2.1.	Plioceno marino T_{2s}^B (Plioceno I)	20
1.3.2.2.	Plioceno continental T_{2a}^B (Plioceno II)	20
1.3.2.3.	Plioceno deltaico T_{2DL}^B (Plioceno II)	21
1.3.2.4.	Pleistoceno (Q_1)	21
1.3.2.5.	Pliocuaternario T_{2Q}^B	21
1.3.2.6.	Glacis (Q_c)	21
1.3.2.7.	Depósitos aluviales y terrazas (QAL), (QT)	22
1.3.2.8.	Derrumbios de ladera y pie de monte (QL)	22
1.3.2.9.	Travertinos (Qtr)	22
1.3.2.10.	Cuaternario indiferenciado	22
2.	Tectónica	22
3.	Historica geológica	27
4.	Petrografía	29
4.1.	El metamorfismo	29
4.2.	Rocas volcánicas	31
5.	Geología económica	32
5.1.	Minería y metalogenia	32
5.1.2.	Canteras	36
5.2.	Hidrogeología	36
6.	Bibliografía	37

0. INTRODUCCION

La Hoja de Alhama de Almería está ocupada en su mayor parte por la Sierra de Gádor. Estas montañas están constituidas por rocas pertenecientes a varios mantos alpujárrides dentro de la zona bética. Hacia el Norte esta Sierra está limitada por el valle del Río Andarax, que lo separa de la Sierra Nevada. Este valle constituye una cuenca Neógena originada en una etapa distensiva post-orogénica. La Sierra de Gádor alcanza su máxima elevación en la parte occidental (Región del Morron, sobre 2.240 m.); la altura mínima es de alrededor de 200 m., en el extremo SE y NE de la zona ocupada por esta Hoja.

La Sierra de Gádor forma parte de la zona interna de las Cordilleras Béticas, conocida usualmente como ZONA BETICA. EGELER y SIMON (1.969) distinguen cuatro unidades tectónicas, que son, de abajo a arriba: Nevado-Filábride, Ballabona-Cucharón, Alpujárride y Maláguide. En esta Hoja solamente encontramos rocas pertenecientes a las dos unidades tectónicas más altas, y sobre todo a las Alpujárrides.

Las rocas alpujárrides afloran en una gran zona -orientada aproximadamente W-E, desde Málaga a Almería- al Sur de la Sierra Nevada y pueden pertenecer a un gran número de unidades tectónicas (ALDAYA, 1.969; JACQUIN, 1.970; OROZCO, 1.972 y SCHWERD, 1.974). En cuanto a la

correlación de altos mantos alpujárrides, existen aún controversias. No obstante, más adelante comentaremos algunos descubrimientos realizados recientemente, y en el curso de estos trabajos.

Las rocas pertenecientes al Maláguide están únicamente representadas con unos pocos y pequeños isleos en el extremo NW de la Hoja.

El Neógeno, además de ocupar el valle del Río Andarax y la parte Nor-oriental de la Hoja, está representado también en la parte alta de la Sierra, donde aparece en grandes planchas calcáreo-detriticas prácticamente horizontales.

En cuanto a los trabajos realizados en la Sierra de Gádor, han sido numerosísimos, máxime teniendo en cuenta la tradición minera de esta región.

Entre los primeros investigadores puede mencionarse: DE VERNEUIL y COLLOMB (1.856), así como GONZALO y TARIN (1.882) y BARROIS y OFFRET (1.889). Estos trabajos incluyen mapas y descripciones de materiales y establecen una edad Triásica para la mayor parte de las rocas.

HETZEL (1.923) y WESTERVELD (1.929), solamente hablan en sentido muy general acerca de la Sierra de Gádor, y este último sienta las bases de las actuales interpretaciones al establecer la superposición de tres grandes mantos: Lújar, Gádor y Guajar.

BANTING (1.933) modificó la interpretación de WESTERVELD interpretando toda la región situada al S de la Sierra Nevada como un gran pliegue tumbado de vergencia Norte.

Dentro de los trabajos más recientes, existen algunos de orientación minera realizados por el personal de ENADIMSA, SIERRA, ORTIZ y BURKHALTER, J. (1.967) y del IGME, QUESADA y ESPEJO (1.968). Además existen otros muchos pequeños informes -muchos internos- que se relacionan con la minería de la región.

En cuanto a los estudios geológicos, cabe destacar la tesis doctoral de J.P. JACQUIN (1.970) que cubre la Sierra de Gádor. Distingue dentro de la zona Alpujárride de esta Hoja, dos mantos de corrimiento, a los que denomina, Manto de Félix, al superior y Manto de Gádor, al inferior. Igualmente describe algún corte del Terciario calcarenítico y conglomerático de la Sierra y del borde septentrional y Nort-oriental de la misma.

La tesis de OROZCO (1.972) cubre solamente la parte occidental de esta Hoja.

Las formaciones carbonatadas del Manto de Lújar (o Gádor de JACQUIN), han sido estudiadas recientemente por el grupo de la Universidad Técnica de Munich (SCHWERD, 1.974; EWERT, 1.976). Existen algunos trabajos inéditos de estos autores.

Desde 1.974, los estudiantes de la Universidad de Amsterdam, están trabajando en la parte central de la Sierra de Gádor.

La presente Hoja ha sido realizada en el terciario y cuaternario por J. BAENA, de ENADIMSA, y en los Alpujárrides por F.M. VOERMANS, con la colaboración y asesoramiento de K. EWERT.

Precisamente este último, junto con ALDAYA, han demostrado que el Manto de Félix (JACQUIN, 1.970) es comparable y correlacionable con el Manto de Murtas (ALDAYA, 1.969). Esta correlación la han podido realizar en la vecina Hoja de Ugijar. Igualmente han realizado la correlación del Manto de Gádor (JACQUIN, 1.970) con el Manto de Lújar, y han visto que el Manto de Gádor no existe en su definición como unidad superior al Manto de Lújar.

Esto último lo justifican los autores por:

- a) Estudios estratigráficos y sedimentológicos efectuados durante los últimos cuatro años, han demostrado que no existe ninguna diferencia entre el Manto de Gádor (JACQUIN, 1.970) y el Manto de Lújar respecto al desarrollo de la zona triásica.
- b) Ambos mantos (Lújar y Gádor) contienen las mismas mineralizaciones en los mismos niveles estratigráficos.
- c) Ambos mantos ocupan la misma posición tectónica dentro del Complejo Alpujárride.
- d) La falta de metamorfismo en las series carbonatadas es característico tanto para uno como para otro.

Todas estas razones, que están apoyadas por el conocimiento regional entre Motril y Almería, nos llevan a denominar en esta Hoja a los Mantos de Gádor y Félix, con el nombre de Lújar y Murtas.

Un problema aún no resuelto es la relación de los Mantos al Norte de la cuenca terciaria, pues lo que ALDAYA y EWERT llaman en la Hoja de Ugijar Manto de Castaras, sería para VOERMANS y JACQUIN en esta Hoja, Manto de Félix o de Murtas (según ALDAYA y EWERT).

1. ESTRATIGRAFIA

1.1. ALPUJARRIDES

Como ya dijimos en la Introducción, paracen existir dificultades para la correlación de los mantos alpujárrides. No obstante, las últimas investigaciones de ALDAYA y K. EWERT (Hoja de Ugijar), nos han hecho reconsiderar lo ya establecido por JACQUIN (1.970) en esta Hoja, y denominar Manto de Lújar al de Gádor de JACQUIN, y Manto de Murtas al de Félix del mismo autor. El primero sería el inferior y el segundo el superior.

1.1.1. Unidades del Manto de Lújar

Las rocas de estas unidades constituyen la mayor parte de la Sierra de Gádor, y por tanto de la Hoja.

JACQUIN (1.970) distingue en su Unidad de Gádor, correspondiente a estas Unidades, como ya hemos indicado, varios tipos de rocas, que de abajo a arriba serían:

M - Micasquistos (no representados en esta Hoja)

T₁ T_{1a} - filitas

T_{1b} - yeso

T_{1c} - cuarcitas

T₂ - Calizas margosas y dolomías

T₃ - Calizas y calizas margosas

Su mapa geológico 1:100.000 está basado en la mencionada subdivisión. No obstante, como ya estableció SCHWERT (1.974) y EWERT (1.976) se pueden distinguir varias formaciones, dentro del área calizo-dolomítica. En conjunto serían cinco formaciones cartografiables con una potencia de unos 1.500 m. En esta Hoja estarían representadas tres de estas cinco formaciones de estos autores.

El autor de la Hoja (VOERMANS) ha distinguido cuatro, pero es presumible que las dos superiores sean equivalentes a la tercera de SCHWERT y EWERT con algunas diferencias locales.

1.1.1.1. *Filitas y cuarcitas (P-T_{A1})*

Esta formación pelítica se ha encontrado solamente en algunas localidades de las zonas SW y E de la Hoja. Se trata de una formación muy homogénea en la que alternan filitas muy poco recrystalizadas, púrpuras y azuladas, con bancos de cuarcitas micáceas. Estos bancos son de escaso espesor, de unos pocos centímetros a algo más de un decímetro.

En la parte superior aparecen intercalaciones de calcoesquistos discontinuas.

El grado de recrystalización de la filita es netamente menor que en formaciones equivalentes de otros mantos. Los minerales, pese a todo, suelen ser los mismos: cuarzo, mica blanca, clorita, sericita, calcita, óxido de hierro y esporádicamente albita.

De acuerdo con todas las investigaciones de los mantos alpujárrides, se atribuye a la formación de filitas y cuarcitas una edad Permo-Werfeniense.

El límite con las rocas carbonatadas suprayacentes se ha trazado por encima del último nivel filítico. La potencia aflorante de esta formación suele ser de unos 100 m.

1.1.1.2. Calizas y dolomías

Como hemos dicho anteriormente, dentro de esta serie se pueden distinguir varias formaciones, que corresponden de abajo a arriba a los siguientes miembros:

- Calcoesquistos (TA₂₁₋₂₂)
- Dolomías y dolomías con franciscana (TA₂₂)
- Calizas y calizas margosas (TA₃₁)

1.1.1.2.1. Calcoesquistos (TA₂₁₋₂₂)

Sólo aflora en la parte más oriental de la Hoja. Son esquistos calcáreos, amarillos marrones y rojizos con sericita, en capa finas a medias a los que acompañan margas y argilitas.

Las calizas a menudo presentan lechos delgados y discontinuos de material filítico. En la parte superior pueden aparecer algunas delgadas intercalaciones dolomíticas.

A menudo muestran intenso plegamiento mesoscópico (“Kinking”).

El límite con el miembro dolomítico suprayacente se ha trazado allí donde llegan a predominar las rocas dolomíticas.

Aún no existen dataciones precisas para este tramo, pero se supone una edad Anisiense o Anisiense-Ladiniense, ya que las filitas y cuarcitas están dadas como Permowerfeniense, y la formación del techo (TA₂₂) está bien dataada como Ladiniense. Los datos obtenidos de otros autores son arriesgados, debido a la posición estratigráfica poco segura de los conjuntos de fauna descritos.

Nosotros hemos encontrado: *Myophoria* sp (cf. *M. goldfussi* ALBERTI), *Myophoria* sp (cf. *M. vulgaris* SCHLOTHEIM), *Cylindrium* sp (?), que parecen indicar el Anisiense.

La potencia de estos calcoesquistos es de unos 100 m.

1.1.1.2.2. Dolomías y dolomías con “franciscana” (TA₂₂)

Esta formación cubre extensas áreas de la zona ocupada por esta Hoja, especialmente al Este, así como al N y S de la parte central de la Sierra de Gádor.

Esta formación en la que las rocas dolomíticas son su principal constituyente, está integrada por diferentes tipos de rocas.

El autor de la cartografía de esta Hoja distingue cuatro tipos de litología diferentes, que de abajo a arriba, serían:

- a) Dolomías con meteorización característica de color marrón-rojiza, en capas delgadas o masivas.
- b) Dolomías grises claras a marrón-grisáceas en capas delgadas.
- c) Dolomías grises oscuras a negras, en capas de medianas a delgadas. Localmente estas dolomías muestran "facies franciscana", a las que acompañan brechas intraformacionales, capas con nódulos de sílex de varios centímetros y capas fosilíferas (principalmente Gasterópodos).
- d) Calizas fosilíferas con estratificación fina a media, calizas margosas, margas, pizarras y argilitas. Son de tonalidades amarillentas a marrón claro, y a veces se intercalan en la secuencia C.

En la parte central y occidental de la Hoja, las secuencias a y b están bien desarrolladas. En la parte oriental -aproximadamente al E de la Carretera de Roquetas de Mar a Alicun-, estas secuencias están relativamente adelgazadas y hasta ausentes, debido a razones estratigráficas y complicaciones tectónicas.

Se compone sobre todo de "dolomicritas" de color gris claro y de "doloesparritas" de grano fino a medio, de color gris a gris oscuro. En los planos de estratificación se encuentran huellas de bioturbación (crustáceos, gusanos y otras de origen desconocido).

Son "doloesparritas" gris oscuras y negruzcas de grano medio a grueso. En ellas se encuentra la estructura "franciscana". Según estudios de K. EWERT, es una alternancia de bandas "doloesparríticas blancas" con "doloesparrita" gris y negra.

Según las observaciones de este autor, tanto en afloramientos como en láminas delgadas, se puede imaginar la génesis de esta estructura como sigue:

El sedimento original tenía inhomogeneidades en forma de estructuras laminadas ("algal structure").

En el curso de la diagénesis, durante la compactación y dolomitización del sedimento, tuvieron lugar los procesos de recristalización de dolomías y de crecimiento de "doloesparrita" blanca, procesos que se localizaron en la parte superior de las láminas orgánicas. El resto de la roca sólo sufrió una recristalización y actualmente aparece como "doloesparrita" gris o negruzca. Resulta así una estructura geopetal cíclica que empieza en cada ciclo, en el muro, con "doloesparrita" gris, encima una banda de doloesparrita negra y termina el ciclo con la "doloesparrita" blanca.

La "doloespátita" es el resultado de una cristalización centrípeta simétrica. El desarrollo de la "espátita" se efectuó simétricamente hacia el centro de las bandas blancas.

En cuanto a la macrofauna encontrada, cabe citar: *Miophoria* sp. (cf. *M. goldfussi* ALBERTI), *Miophoriopsis (pseudocorbula)* cf. *subundata* SCHAUROTH, *Ascosymplegma expansum* (?) SEILACHER. Así como: *Laevicyclus* sp (?), *Dendrophycus* sp. (?), *Chondrites* sp., etc., que no nos fijan una edad segura, pero sí una aproximada de Anisiense-Noriense.

No obstante en la parte alta de este tramo, una muestra tomada en la vecina Hoja de Roquetas de Mar, y estudiada por especialistas dio la siguiente fauna:

Ostrácodos: *Mostlerella blumenthali*, *Reubenella fraterna*, *Kerocythere hirschi* n. sp.

Conodontos: *Tardagonodolella mungoensis mungoensis*, *Pseudofurnishius murcianus*: los conodontos indican una edad Longobardiense superior, para los Ostrácodos, sin embargo, ya indica una edad Cordevoliense inferior.

Así pues, se puede decir que esta formación es Ladiniense.

La potencia de la formación dolomítica es de unos 400 m., o quizá más.

El tramo superior de la formación TA₂₂ está a veces mineralizado; los minerales principales son: galena y fluorita. Como accesorios muestran: azurita, malaquita, cerusita y óxidos de hierro.

1.1.1.2.3. Calizas y calizas margosas (TA₃₁)

Esta formación -que aflora alrededor de las cotas más altas de la Sierra de Gádor- está formada en su mayor parte por calizas. Además de calizas, existen dolomías, calizas dolomíticas, calizas margosas, bandeadas y tableadas de color gris oscuro con estratos muy finos de margas rojizas, margas yesíferas, filitas y argilitas. La parte superior de esta formación contiene varias intercalaciones de dolomías claras, groseramente estratificadas. Las rocas margosas dan al paisaje un característico matiz amarillo-naranja. Existen microfósiles (lamelibranquios) y pistas.

Se han encontrado rocas ígneas entre las rocas de las formaciones dolomítica y caliza, que se describirán más adelante.

EWERT cita en esta formación pliegues de "slumping" y brechas sin-sedimentarias.

Las filitas muestran planos de esquistosidad bien desarrollados y están, a menudo, microplegados. Las rocas carbonatadas presentan pliegues abiertos con planos axiales subverticales.

Debido a la fuerte tectonización el yeso (procedente de margas yesíferas y calizas), a veces forma masas irregulares de estructura caótica (entre km., 19 y 20 de la carretera de Roquetas de Mar-Alicun).

Se han encontrado macrofauna entre la que destacan: *Climacodichnus* cf. *corrugatus* HITCHCOCK, Biformites sp. (cf. *B. insolitus* LINCR), Chondrites, *Cylindrion* sp, *Laevicyclus* sp., etc., que nos orientan hacia una edad Ladinense-Carniense.

Según dataciones hechas en la Loma de La Pata por O.J. SIMON, y en este tramo en otra localidad (EWERT, K., KOZUR, H. & SIMON, O., en preparación) se ha puesto de manifiesto una edad Carniense para esta formación.

La potencia observada para estas calizas superiores es de 200 m., o quizás más.

1.1.2. Unidades del Manto de Murtas (Félix)

Los mayores afloramientos de estas unidades aparecen al S de Alhama de Almería y en los alrededores de los pueblos de Félix y Enix. Las manchas más pequeñas se encuentran repartidas por toda la Sierra, con excepción de la parte Oeste y Suroeste.

Se pueden distinguir las siguientes formaciones de abajo a arriba:

- Micaesquistos (CA-P)
- Filitas y cuarcitas (P-T_{A1}^m)
- Serie carbonatada (T_{A2-3})

1.1.2.1. *Micaesquistos* (CA-P)

Esta formación solamente se ha encontrado a lo largo de la carretera C-332 en el extremo NW de la Hoja. Consiste en cuarcitas esquistosas grismarrones (a veces verdosas) y micaesquistos, que dan al paisaje un aspecto amarillento o marrón claro.

Contienen los siguientes minerales: albita, apatito, biotita, calcita, clorita, mica incolora, grafito, limonita, cuarzo, rutilo, turmalina, circón y mena metálica. La mayor parte de las láminas son relativamente ricas en cuarzo con laminillas de mica incolora, biotita y grafito con una esquistosidad bien desarrollada.

El plano de esquistosidad principal es S_2 . S_1 se ve como finas láminas micáceas a bandas ricas en cuarzo. A veces S_2 ha sido plegada dando lugar a una "crenulación", con una esquistosidad de plano axial distinta.

Las venas de cuarzo han sido microplegadas con un plano axial paralelo a la esquistosidad principal S_2 . Algunos esquistos cuarzosos contienen cantos de cuarzo alargados de hasta 3 mm., orientados paralelamente a la S_2 . Aparecen cristales anhedrales de albita de más de 300μ , y en menor proporción micas detríticas de 500μ . Se ha encontrado calcita (a menudo, rica en hierro) entre los cristales de cuarzo de la matriz y en venas. La mica incolora ha sido parcialmente reemplazada por clorita.

A esta formación, que aflora con unos 50 metros de potencia, se le suele dar una edad Cámbrico-Paleozoica.

1.1.2.2. *Filitas y cuarcitas* (P-T_{A1}^m)

Esta formación consiste en filitas, cuarcitas, argilitas y pelitas. Tienen una tonalidad azulada, morada y a veces verduzca. Localmente (a lo largo de la carretera de Roquetas de Mar a Alicun) la parte superior tiene un color rojizo. En algunos sitios se ha encontrado yeso (cerca del kilómetro 27 de la misma carretera y al S de la región del Capitán en el extremo NW). Venas de cuarzo atraviesan las rocas. Estas venas, debido a la fuerte tectonización forman "boudinge" o "roding" que a veces han sido plegadas. Muestra los siguientes minerales: cuarzo, albita, calcita, clorita, mica blanca, paragonito, limonita, rutilo, turmalina, circón y menas minerales.

Las filitas muestran una esquistosidad bien desarrollada. En la mayoría de los casos se puede reconocer una "crenulación". En alguna lámina se puede establecer la existencia de una orientación más antigua (S_1) que la esquistosidad principal S_2 .

Las cuarcitas muestran una orientación preferente en sus partes pelíticas. Estas rocas muestran con frecuencia los efectos de cataclasis, dando lugar a estructuras en mortero. Algunas láminas han mostrado un conglomerado con fragmentos subredondeados de más de 5 mm., de cuarzo, cuarcita, caliza y calcita rodeada por una matriz arcillosa.

La mica incolora ha sido reemplazada parcialmente por clorita: este mineral también aparece como de neoformación en "stocks".

En la formación llega a florar con una potencia de 200 m.

Se le asigna generalmente una edad Permo-Werfeniense.

1.1.2.3. Serie carbonatada (T_{A2-3})

El contacto de esta serie con la inferior de filitas suele estar mecanizado en gran parte de los afloramientos. Entre ambos puede existir una zona brechificada de color amarillento que llega a tener 50 m., de potencia.

Casi todos los tipos de litologías que hemos distinguido en las Unidades del Manto de Lújar podrían reconocerse también en estas Unidades. Sin embargo, la mayoría de los miembros están tan pobremente desarrollados que -combinados con la fuerte tectonización que da lugar a una intensa brechificación- la diferencia, a esta escala, no se puede realizar.

Muy localmente (por ejemplo, un pequeño afloramiento cerca del pueblo de Alicun) los calcosquistos amarillentos o marrones forman la parte basal de la formación.

En la mayoría de los sitios las rocas carbonatadas consisten en dolomías muy brechoides (a veces bituminosas), y en menor proporción calizas, con tonalidades marrones, negras, amarillas y anaranjadas. A menudo muestran una intensa red de venas. Localmente se han encontrado dolomías negras con "facies franciscana", aunque con poco desarrollo, así como calizas amarillentas con "piritas" (Sur del Cerro de la Cruz).

Se han encontrado calizas fosilíferas con macrofauna (principalmente lamelibranquios) en la misma localidad y en la región de Las Minas (zona oriental).

Se han clasificado: *Myophoria* cf. *goldfussi* ALBERTI, *Mytilus* cf. *compressiosculus* STOPPANI, *Omphaloptycha gregaria* SCHLOTHEIM, *Teichichnus* sp (?).

También se han encontrado Ostrácodos, Conodontos y Holoturrioideos, en curso de estudio por especialistas.

Por todo ello se le asigna una edad Triásico medio-superior.

La potencia es de unos 60-100 metros.

Desde el punto de vista petrográfico son muy semejantes a las formaciones descritas en el tramo calizo-dolomítico de las Unidades del Manto de Lújar.

1.2. MANTO MALAGUIDE (P-J)

Sólo se han encontrado tres pequeños isleos al Este del punto de triangulación Capitán, en la parte NW de la Hoja. El más septentrional está claramente sobre la unidad alpujárride superior. Los otros afloramientos se encuentran en el contacto de esta unidad con los depósitos Neógenos y Cuaternarios.

Esta formación cuya potencia expuesta no pasa de los 10 m., descansa mediante un contacto mecánico de deslizamiento sobre las unidades inferiores.

Se pueden distinguir dos formaciones, aunque en la cartografía se han considerado unidas.

Formación de areniscas:

Es la inferior, y comprende limos, areniscas, conglomerados (con cantos de más de 1 cm.), de colores verdes y rojizos, que incluyen finas laminaciones de calizas micáceas amarillentas y calizas arenosas.

Los conglomerados contienen cantos bien redondeados y fragmentos de cuarzo, cuarcita, sílex, rocas pelíticas micáceas (a veces alteradas parcialmente a clorita), albita y calcita ferrífera englobada en una matriz calcárea.

Las areniscas están constituidas por granos angulosos o subangulosos bien clasificados de cuarzo detrítico con un tamaño de grano de más de 500 μ . Además se han encontrado fragmentos de roca o granos de sílex, feldespatos y mica.

Las calizas arenosas contienen junto a calcita de tamaño de grano que varía de 5 a 50 μ , cuarzo (50-300 μ) y mica incolora con una orientación preferente, así como turmalina, titanio y mena metálica.

La edad de esta formación por comparación con otras regiones (Vélez-Rubio, etc.), podría ser Permo-Triásico.

Formación calcárea:

Sobre la anterior existen unas calizas finamente estratificadas, de colores marrón, blanquecino, con restos y reliquias de microfósiles recristalizados. Son "micritas" con restos de fósiles.

Por comparación con otras regiones se le asigna una edad jurásica.

1.3. NEOGENO Y CUATERNARIO

1.3.1. Mioceno superior

Exceptuando los materiales alpujárrides que ocupan prácticamente el 70-80 % de la zona cartografiada, el resto pertenece en su mayor parte al Mioceno superior. Este se presenta con numerosas facies correspondientes a la situación paleogeográfica que le correspondía en cada momento.

Después de la fragmentación de todo el edificio bético en una etapa distensiva post-manto, los depósitos de la transgresión marina tortonien-

se (quizá del Tortoniense medio-superior) ocupan las fosas deprimidas, aún con evidente subsidencia, y cubren en parte algunos relieves que hoy destacan en el paisaje, tales como la Sierra de Gádor. Al final del Tortoniense se atenúa la subsidencia (ausencia de turbiditas) y parece iniciarse ya en el Messiniense-Andaluciense una etapa regresiva, con condiciones críticas de salinidad, sedimentación continental y sedimentación más grosera en algunas de las series superiores.

Por todas estas circunstancias podemos distinguir varias formaciones del Mioceno superior, que describiremos serparadamente, y que son las siguientes:

– Formación calcarenítica infralitoral o litoral del borde Sur de Sierra de Gádor, que incluye Tortoniense y Andaluciense T_1^{Bc} .

– Formación de calcarenitas conglomeráticas de la Sierra de Gádor del Tortoniense T_{11}^{Bc} .

– Formación de alternancia de margas arenosas y calcarenitas, a veces con secuencias turbidíticas, de plataforma, del borde oriental de Sierra de Gádor, también del Tortoniense T_{11}^{Bc} .

– Formación margosa en facies “profunda”, con secuencias turbidíticas arenosas del valle del Río Andarax, de edad Tortoniense T_{11}^{Bc} .

– Formación conglomerática continental (deltaica, fluvial, etc.), del borde Nort-occidental de la Hoja de presumible edad Messiniense-Andaluciense T_{12}^{Bc} cg.

– Formación detrítico-margosa, o arenosa, de carácter regresivo del Andaluciense o Tortoniense superior-Andaluciense, con intercalaciones de yesos T_{12}^{Bc} .

– Formación de margas y calizas de algas, arrecifales o pararrecifales del borde oriental de la Sierra de Gádor, de edad Andaluciense, que pasa lateralmente a la facies anterior T_{12}^{Bc} .

1.3.1.1. *Formación calcarenítica “infralitoral o litoral” T_{11}^{Bc} .*

Se localiza en el borde meridional de la Sierra de Gádor, estando la serie muy bien representada en la vecina hoja de Roquetas de Mar, donde se llega a poyar sobre un conglomerado de rocas volcánicas.

Se trata de unos 100 m., de calizas de tonos medios, calizas dolomíticas amarillas y calizas arenosas fosilíferas, de las que los 20 ó 22 metros superiores parecen tener una edad Andaluciense.

Son "biomicritas" arenoso-conglomeráticas o "biomicruditas". A veces existen "biodolomicritas". Entre la microfauna, en lámina delgada, se reconocen: Equinodremos, Briozoos, Melobesias, Lagénidos, Elphidium, Gypsini-dos, Amphisteginas, etc.

En un corte situado inmediatamente al Sur, en la Hoja de Roquetas de Mar, Perconig (1.976) reconoce además del Tortoniense, un Andaluciense en la parte alta, debido a la presencia de *Globigerinoides obliquus extremus*, *Globigerina quadrilobata* y *Globorotalia margaritae*.

Además de la microfauna bentónica y planctónica abundan a veces la macrofauna con *Pecten aduncus* EICHWALD, *Pecten jacobaeus* LINNE, *Ostrae cf. digitalina* DABOIS, *Schzechinus duciei* WRIGHT, etc.

1.3.1.2. *Calcarenitas conglomeráticas de la Sierra de Gádor* T_{11c}^{Bc}

En realidad se trata de una secuencia muy semejante a la anteriormente descrita, pero en la que no está representado el Andaluciense.

Son 600 m., o menos de "biomicritas" arenosas y conglomeráticas, con glauconita y OFe. Abundan los trozos de dolomías alpujárrides sobre las que normalmente se apoyan.

En estas calcarenitas hemos encontrado dientes de peces, Radiolas de Equinidos, Briozoos, *Elphidium crispum*, *Astengerina planorbis*, *Cibicidoides cf. pseudoungerianus*, *Globigerina apertura*, *Globorotalia pseudobesa*, etc.

1.3.1.3. *Formación de margas arenosas y calcarenitas* T_{11s}^{Bc}

Se trata de una facies de "plataforma" que se extiende por el borde oriental de la Sierra de Gádor, al Sur y Sureste de Alhama de Almería. Se trata de un cambio lateral hacia el Este de la facies descrita anteriormente. A veces existen pequeñas "lenguas" de esta facies que penetran en el interior de la Sierra de Gádor, como la que en dirección E-W penetra al S del Cortijo de los Cazadores y llega hasta el Campillo. Parecen representar alguna vaguada submarina que comunicaban la zona litoral con la plataforma por donde fluían pequeñas corrientes de turbidez.

Se trata de unos 100 a 130 m., variando de potencia de unos sitios a otros, de una alternancia de margas arenosas amarillas con algo de yeso con bancos de 2 a 4 m., de calcarenitas conglomeráticas. En la base una pudinga con conchas y unos 50-60 m., de calizas arenosas o molásicas.

La parte basal son "biomicritas con limo", con OFe, glauconita y mica. Presentan huellas de transporte en el interior de la cuenca. Presentan Briozoos, Melobesias, Lagénidos, Rotálidos, Globigerinoides, etc.

Hacia la parte superior, las margas arenosas alternan con "calclititas con matriz micrítica y restos orgánicos". Parece ser que el cuarzo y los fragmentos de rocas metamórficas son partículas de segundo ciclo al menos, mientras que los fósiles y las rocas carbonatadas son del primer ciclo. Son sedimentos bastante inmaduros, mal calibrados y mal redondeados, formados en una zona con aportes laterales intracuenca y aportes terrígenos.

A veces las areniscas están gradadas y contienen calcos de surco, concentrándose los pectínidos y Ostreas en la parte basal de algunas secuencias turbidíticas.

En las margas abundan los foraminíferos bentónicos, existiendo también planctónicos, aunque en menor cantidad. Entre estos foraminíferos encontramos: *Uvigerina striatissima*, *Cassidulina laevigata*, *Uvigerina schwageri*, *Bolivinooides miocenicus*, *Bolivian scalpatra miocenicica*, *Globorotalia acostaensis*, *Gt. scitula ventriosa*, *Gt. plesiotumida*, *Gt. menardi*, etc., que nos marcan una edad Tortoniense superior para esta formación.

1.3.1.4. Formación margosa "profunda" T₁₁^{Bc}

Se trata de una serie muy potente de margas con intercalaciones arenosas, que ocupa el valle del Río Andarax, llegando en la parte oriental a tener potencias de 500 y 600 metros.

Presenta caracteres de una serie profunda en la que entre las margas gris-azuladas que predominan con mucho se intercalan areniscas T₁₁^{Bc}s turbidíticas coincidiendo con la máxima subsidencia de la cuenca.

La fauna planctónica es abundante, y la bentónica pobre.

Entre estos foraminíferos se encuentran: *Uvigerina schwageri*, *Bolivina arta*, *Uvigerina striatissima*, *Bolivinooides miocenicus*, *Globorotalia* aff. *suturrae*, *G. acostaensis*, *G. conomiozea*, *G. af. mediterranea*, *G. menardii*, etc., que parecen indicar un Tortoniense y más concretamente un Tortoniense superior.

A veces, en la parte superior se observan algunos lentejoncitos de yeso, que no llegan a tener carácter masivo.

1.3.1.5. Formación conglomerática continental T_{12cg}^{Bc}

Se trata de una facies que se localiza al Sur del Capitán en el NW de la Hoja, apoyándose sobre las margas del Tortoniense anteriormente descritas.

Está constituida por conglomerados, con lechos arenosos y arcillosos. Los cantos proceden de las rocas que afloran en las cercanías, tanto del Nevado-Filábride como del Alpujárride y Maláguide.

Su carácter es netamente continental y posee abundantes restos vegetales. Los niveles arenosos-limosos intercalados poseen colores variables, según las rocas de que se ha abastecido. Presenta una estratificación visible, a veces con fuertes buzamientos provocados por la elevación del borde meridional de Sierra Nevada.

Esta facies cambia lateralmente hacia el Este, en la vertical de Padules a una facies de carácter intermedio, más margosa al parecer "marina regresiva", que describiremos a continuación.

Su edad es posiblemente Messiniense-Andaluciense, ya que veremos más adelante, las facies a las que cambia parecen tener esa edad.

1.3.1.6. *Formación detrítico-margosa y arenosa* T₁₂^{Bc}

Se trata de una formación de carácter regresivo que se apoya sobre las margas tortonienses, y que está constituida por conglomerados con cantos de esquistos, cuarcitas y dolomías, margas arenosas, margas con yeso, arenas, microconglomerados ferruginosos, etc.

Algunos tramos son prácticamente azoicos, y contienen restos de vegetales de aspecto turboso, sobre todo cerca de la facies continental.

En las intercalaciones margosas se encuentra una microfauna con *Cassidulina laevigata*, *Bolivina scalprata miocenica*, *Globigerina eggeri*, *Bulimina aculeata*, etc., que parece indicar un Mioceno superior, probablemente Andaluciense.

Hacia la zona oriental se intercalan algunos bancos de yesos masivos que nunca llegan a ser continuos (T₁₂^{Bc}y).

1.3.1.7. *Formación de margas y calizas pararecifales* T₁₂^{Bc}m y T₁₂^{Bc}c

Hacia el Sureste de Alhama de Almería, y encima de la facies de plataforma del Tortoniense (T₁₁^{Bc}3) se encuentran unas margas claras coronadas por unas calizas de algas, que hacia el Este van desapareciendo y pasando lateralmente a la facies antes descrita de margas, arenas y microconglomerados.

Las calizas con unos 10 m., de potencia consisten en un verdadero "biolito" de Algas con *Melobesias*, *Lithophyllum* y *Lithothamnium*. Lateralmente pasan a calizas coralígenas o a "biomicritas". Indican una sedimentación somera.

Las margas de la base contienen: *Uvigerina tenuistriata siphogenerinoides*, *Ehrembergina alicantina*, *Cassidulina laevigata*, *G. suturae*, *G. miozea*, *Globigerina eggeri*, *Globorotalia mediterranea*, *G. saheliana*, etc., que parecen indicarnos un Andaluciense.

1.3.2. Plioceno y Cuaternario

La transgresión marina del Plioceno ocupa parte de esta Hoja, aunque en zona limitadísima con el borde oriental. Poco después se instaló una red fluvial y aparato deltaico que hace retroceder en algunas zonas la costa pliocena.

Durante el Pleistoceno en esta Hoja tenemos sedimentos continentales de tipo torrencial, de semejante aspecto a los pliocenos deltaicos. Posteriormente se instalan diversos glacia cuya situación estaba condicionada por el levantamiento suave de ciertas alineaciones montañosas. Finalmente se instaló la actual red fluvial.

Tenemos, pues, las siguientes formaciones: Plioceno marino transgresivo T_{2s}^B , Plioceno continental rojizo T_{2a}^B , Plioceno deltaico y fluvial T_{2DL}^B , Pliocuaternario T_{2-Q}^B , Pleistoceno (Q_1), Glacia cuaternarios (Q_c), Terrazas fluviales y depósitos aluviales (QAL), (QT), Derrubios de ladera y pie de monte QL, Cuaternario indiferenciado, Travertinos (Qtr).

1.3.2.1. Plioceno marino T_{2s}^B (Plioceno I)

Se trata de una formación de 5 a 10 m., de potencia que se localiza exclusivamente en el borde oriental de la Hoja, entre la Rambla de Huechar y el Barranco del Tito y que se apoya en discordancia regional sobre las facies regresiva de arenas, margas y microconglomerados del Mioceno superior.

Está constituido por conglomerados, "fanglomerados" y arenas limosas con macrofauna abundante, entre la que predominan las Ostreas, Pectínidos y Balanus.

Puede representar el Plioceno inferior, pero la escasez de microfauna en esta faeces no nos permite asegurarlo.

1.3.2.2. Plioceno continental T_{2a}^B (Plioceno II)

Sobre el Plioceno marino anteriormente citado, se apoyan unos 100-120 m., de arcillas rojizas, limos e intercalaciones conglomeráticas, que corres-

ponden a un episodio fluvial del Plioceno, que lateralmente y hacia el Este y Noroeste pasa a una facies "deltaica".

1.3.2.3. *Plioceno deltaico* T₂^BDL (*Plioceno II*)

Se trata de unas alteraciones de conglomerados, arena y limos, en las que los lechos de conglomerados forman canales discordantes sobre la arena y limos, de dirección aproximada NW-SE. Los cantos de los conglomerados suelen estar bien redondeados y trabajados (a diferencia de los del Pleistoceno) y entre ellos predominan los de cuarzo.

No poseen microfauna, y de tenerla, presenta caracteres de resedimentación.

Esta formación alcanza gran potencia, quizá 400 ó 500 m., y está mejor representada en la vecina Hoja de Almería.

Se aprecia claramente el cambio entre esta formación y la anterior.

1.3.2.4. *Pleistoceno* (Q₁)

Apoyándose, bien sobre el Plioceno continental, o sobre el deltaico, e incluso el Mioceno superior, aparece en la zona Nororiental de la Hoja una formación de unos 40 m., o más de potencia, de conglomerados con cantos angulosos, heterométricos y poligénicos, en una matriz arcillo-arenosas.

Se le asigna una edad Pleistoceno.

1.3.2.5. *Pliocuaternario* T₂^B-Q

Cuando resulta francamente e incluso, a veces, prácticamente imposible distinguir entre los conglomerados pliocenos (deltaicos y continentales) y los pleistocenos, se engloban dentro de un genérico Plio-cuaternario.

1.3.2.6. *Glacis* (Q_c)

Se trata de superficies labradas sobre depósitos propiamente pleistocenos, o bien de depósitos de suave pendiente que se sitúan a diversa altura, cortados por la red hidrográfica actual. Son conglomerados, arenas y arcillas, generalmente encostrados en su parte superior.

1.3.2.7. *Depósitos aluviales y terrazas (QAL), (QT)*

Ocupan el lecho del Río Andarax y el de las Ramblas que en él desembocan. Son preferentemente arenas, gravas y algunos bloques sueltos de material del Alpujárride o Nevado-Filábride.

Rodeando al lecho mayor, y a cierta altura, aparecen algunas terrazas de arena y conglomerados que aunque hemos considerado aluviales, existe la duda de que algunos sean pequeños glacis aterrazados.

1.3.2.8. *Derrubios de ladera y pide de monte (QL)*

Se originan fundamentalmente al pie de los escarpes a que han dado lugar las fallas que bordean la Sierra de Gádor, e incluso en las depresiones del interior de esta Sierra. Son bloques de calizas rodeadas de arcillas y limos arenosos.

1.3.2.9. *Travertinos (Qtr)*

Esta formación ocupa una gran extensión en los alrededores de Alhama de Almería, y aparece colgada sobre el Pleistoceno, Plioceno y Mioceno, con un desarrollo de varios metros de potencia.

Son las típicas calizas travertinas, con huellas de plantas, que se han originado por la evaporación de las aguas procedentes de manantiales (de los que actualmente existen algunos) existentes en una zona donde llegaba a aflorar el nivel piezométrico del acuífero de la Sierra de Gádor.

1.3.2.10. *Cuaternario indiferenciado*

Se trata de depósitos de gravas, arenas y arcillas, que por su variado origen son difíciles de catalogar como pertenecientes a un tipo determinado de los ya descritos.

2. TECTONICA

Recientemente se ha iniciado un detallado estudio de la complicada deformación polifásica en la parte oriental de las Cordilleras Béticas por un equipo de la Universidad de Amsterdam (véase EGELER y SIMON, 1.969; EGELER y otros, 1.972; KAMPSCHUUR y otros, 1.973; EGELER, 1.974;

KAMPSCHUUR, 1.975; KAMPSCHUUR y RONDEEL, 1.975; VISSERS, en prensa; SIMON y otros, en prensa).

Los datos de esta investigación sugieren una uniformidad en los esquemas de deformación de las unidades tectónicas que pertenecen a los distintos complejos; se debe indicar, no obstante, que la correlación de edad entre las distintas fases de deformación, reconocidas en varias regiones, es aún incierta. Además el número de fases de deformación puede diferir de un lugar a otro. Basándose en los datos de las publicaciones antes mencionadas se puede establecer un esquema general de acontecimientos tectónicos.

La primera fase de deformación (D_1) ha causado un plegamiento de apretado a isoclinal con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada.

La segunda fase de deformación (D_2) ha dado lugar a pliegues apretados e isoclinales con una esquistosidad de plano axial bien desarrollada (2ª esquistosidad de crenulación).

La tercera fase de deformación (D_3) genera pliegues que varían de abiertos a apretados con una esquistosidad de plano axial sub-vertical menos pronunciada ≠ esquistosidad de crenulación).

La cuarta fase de deformación (D_4) ha causado pliegues de abiertos a cerrados con una esquistosidad de plano axial ligeramente buzante, y una débil esquistosidad de crenulación.

La quinta fase de deformación (D_5) ha dado lugar a la formación de "kinkbands" orientados al azar.

Las direcciones de compresión principal de D_1 , D_2 y D_3 son prácticamente paralelas, y desde un punto de vista regional la dirección es NE-SW. D_4 tiene una dirección NW-SE.

Además, se pueden distinguir, como mínimo, tres fases de translación importantes dentro de este esquema general de deformación.

La fase inicial de movimientos (T_1) se piensa que está relacionada con la primera fase de deformación (D_1). Se puede asegurar, no obstante, que no hay pruebas definitivas para esta afirmación. Por tanto, esta supuesta relación permanece provisionalmente como hipotética (ver EGELER, 1.974).

La segunda fase de movimientos de translación (T_2) causa cabalgamientos, con despegues "internos" dentro de las Unidades tectónicas, a gran escala. Se cree que estas translaciones han tenido lugar entre D_2 y D_3 .

La tercera fase de cabalgamiento (T_3) es de una edad posterior a D_3 porque corta a pliegues de la D_3 . Debido a la falta de datos no se puede saber las relaciones de la T_3 con respecto a las fases de deformación más jóvenes.

Según KAMPSCHUUR (1.972) -véase también SIMON y otros (en prensa)- la dirección de T_1 en la Sierra de Carrascoy, al N de la alineación Sierra Nevada-Sierra Filábride, es al SW, mientras que en las regiones al S de estas Montañas (incluyendo la Sierra de Gádor) la translación T_1 es hacia el NE.

En varias regiones T_3 está dirigida claramente hacia S-SE, como lo indica la variación N-NW del buzamiento de los planos de contacto (v.g. en la Sierra de las Estancias).

Varias fases de metamorfismo sin e intercinemático se pueden incorporar al esquema de deformación descrito, (véase el capítulo correspondiente).

Considerando este esquema se pueden hacer las siguientes observaciones con respecto a las secuencias que afloran en la Hoja de Alhama de Almería: En la Sierra de Gádor las medidas de ejes de pliegues de D_2 apuntan a una dirección de deformación de SE a NW, de T_2 que es responsable del cabalgamiento o corrimiento de las unidades del Manto de Murtas sobre las Unidades del Manto de Lújar (ver también, JACQUIN, 1.970). La estructura planar más relevante (S_2), que coincide con el rumbo general de la Sierra, buza aproximadamente $N140^\circ E$. Esta dirección no está de acuerdo con la orientación de S_2 que aparece en la Sierra de los Filabres y áreas adyacentes (S_2 es aproximadamente $N200^\circ E$). Esta aberración de S_2 se ha encontrado también en la Sierra de Alhamilla.

La diferente dirección de la principal comprensión de D_2 en el área investigada, podría explicarse por la rotación del "bloque" Gádor-Alhamilla con respecto al "Bloque" de los Filabres. Si esto es verdad, el eje de rotación fue perpendicular a S_1 , porque la orientación de S_1 no ha cambiado. La rotación tuvo lugar antes de D_3 , ya que D_3 tiene la misma orientación en ambos bloques.

Resumiendo: Debido a la rotación anterior a D_3 , la D_2 acompañada por T_2 tienen una dirección diferente a la comprensión principal en el área cartografiada, en comparación con otras regiones de las Cordilleras Béticas.

Los materiales de los Alpujárrides (especialmente las rocas pelíticas) muestran -en el campo y bajo el microscopio- estructuras generadas por las fases de deformación descritas anteriormente. El mismo esquema de deformación se ha encontrado en los materiales pre-Permo-triásicos (= formación de micasquitos) así como en las rocas Permo-Triásicas. Esto indica que los Alpujárrides no han sido afectados por deformaciones pre-alpinas importantes (ver también KAMPSCHUUR, 1.975).

D_1 ha dado lugar al desarrollo de una esquistosidad de plano axial (S_1); la estratificación (S_0) es normalmente subparalela a S_1 . Este paralelismo evidencia el carácter isoclinal muy cerrado de los pliegues en D_1 . Se señalan estructuras de "boudinage" a lo largo de los planos de esquistosidad (S_2); un fuerte esfuerzo a lo largo de los planos de esquistosidad, a menudo da lugar a una completa transformación en las rocas foliadas, y sólo localmente ha testigos de planos S más antiguos. La S_1 puede encontrarse más fácilmente en las rocas foliadas ricas en cuarzo. Los pliegues generados durante D_2 son de acortamiento variable, la mayoría de muy apretados a isoclinales. Debido a

la intensidad de plegamiento, S_2 coincide a menudo con S_1 . Se debería decir que el plano de esquistosidad más relevante en las metapelitas ha sido generado durante D_2 . Esto se puede ver claramente en las venas de cuarzo formadas durante o después de la formación de S_1 , que han sido plegadas isoclinalmente; los planos axiales de estos pliegues son paralelos a la esquistosidad principal S_2 . Además, es imposible decir si los pliegues isoclinales de las rocas carbonatadas se han formado durante la primera o la segunda fase de deformación. D_2 formó S_2 en pliegues de apretados a abiertos -algunas veces angulosos- con una dirección NW-SE y buzando el plano axial. La esquistosidad es débil comparada con la formada durante D_2 . Las secciones delgadas, a menudo muestran una esquistosidad de crenulación S_3 superpuestas a S_2 . Los pliegues formados durante D_4 son principalmente de tipo abierto con una esquistosidad de crenulación bien desarrollada. Los planos axiales son también buzantes, pero los ejes de pliegues son de dirección SW-NE; D_5 causa "Kinkband" regularmente espaciados y orientados al azar, especialmente en la parte basal de la serie carbonatada (calcoesquistos).

En las rocas del "Maláguide" se encuentra generalmente una pizarrosidad y muy localmente también una débil esquistosidad de crenulación en las pizarras color vino, acompañada por un débil plegamiento abierto. No obstante, la escasez de afloramientos hace imposible situar estas estructuras en el esquema tectónico general.

Debido a que en este estado de investigación quedan varios problemas sin resolver en la Cordillera Bética, solamente se pudo dar un esquema muy aproximativo sobre la historia tectónica de los materiales alpujárrides aflorantes en la Hoja de Alhama de Almería.

La fase más antigua de deformación alpina (D_1) que se reconoce está tentativamente relacionada con el empilamiento inicial de mantos (T_1) v.g. Maláguide sobre Alpujárride. Como ya se dijo, la dirección y sentido de cabalgamiento es de SW al NE. Después de D_2 una segunda fase de movimientos cabalgantes (T_2) distorsiona de una forma considerable la pila inicial de mantos. Esta fase es la que da lugar a la separación en dos unidades tectónicas del Alpujárride de Sierra de Gádor (Murtas y Lújar), causando la discontinuidad en el grado de recristalización metamórfica en el contacto entre ambas unidades.

Está fuera de dudas que el corrimiento del manto de Murtas con el de Lújar, en el área investigada ha finalizado antes de D_4 , porque en muchos lugares el plano de contacto ha sido afectado por esta fase. No se podrían encontrar pruebas definitivas para establecer la relación T_2 y D_3 . No obstante, en la Sierra de Alhama el plano de contacto entre ambas unidades alpujárrides ha sido afectado por pliegues D_3 . Partiendo de una historia tectónica sincrónica en ambas Sierras, parece razonable suponer que T_2 fina-

lizó antes de D_3 , lo que está también de acuerdo con el esquema general de deformación descrito anteriormente. La dirección de la comprensión principal durante S_2 y T_2 era de SE a NW; D_3 tiene una dirección SW-NE. Durante o después, en la fase D_4 de dirección SE-NW, tuvo lugar en la Unidad del Manto de Lújar cabalgamientos internos locales (v.g. en el extremo SW de la Hoja, entre Dalías y Fuente Alta -Gádor I y Gádor II de JACQUIN) y también corrimientos de la unidad de Lújar sobre la de Murtas, como al S de Alhama de Almería.

Subsiguientemente a D_5 , las rocas de ambas unidades tectónicas, así como la mayor parte de los depósitos "post-manto" han sido afectadas por un débil plegamiento abierto, pero especialmente por fallas normales en gran escala, que han sido originadas por reajustes isostáticos (levantamiento) de la Sierra de Gádor. El más importante sistema de fallas tiene una dirección NW-SE.

-Detalladas investigaciones geofísicas han dado como resultado en estrechas zonas de dirección NW-SE actividades sísmológicas altas. Estas direcciones encajan bien con la mayoría de las direcciones del sistema descrito anteriormente. Esta dirección de falla puede también reconocerse a gran escala en las fotografías de satélite (ERTS)-.

A lo largo de planos de falla de buzamiento subvertical, importantes movimientos verticales -algunas veces del orden de unas pocas centenas de metros en la parte central- cambian el patrón estructural original de un modo considerable; las fallas a menudo coinciden con los más viejos planos de contacto entre las unidades de Murtas y las de Lújar, causando movimientos subverticales entre "bloques" separados. Otros sistemas de fallas -cuya relación de edad con el sistema NW-SE es dudosa- son de direcciones SW-NE, N-S o W-E. El sistema SW-NE también coincide con las direcciones de pliegues mayores alpinos. Los desplazamientos horizontales (fallas de desgarre) juegan un papel menos importante que los verticales. En los tiempos actuales la actividad sísmológica apunta hacia la continuación tectónica (bloques). Es necesario decir que en el mapa geológico se han indicado solamente los más destacados planos de deslizamiento y fallas.

Solamente poco puede decirse acerca de la edad exacta de los varios acontecimientos tectónicos. FONTBOTE (1.970) supone los movimientos iniciales en el Cretáceo. Los más importantes movimientos de cabalgamiento (T_2) han finalizado en el Eoceno medio. Esto se basa en el hecho de que el Eoceno medio inferior maláguide que aflora en la región de Vélez-Rubio, ha sido afectado por estas translaciones (GEEL, 1.973). Consecuentemente, T_2 , D_2 , T_1 y D_1 son más viejas (en orden ascendente) que el Eoceno medio, mientras D_3 , D_4 y D_5 son del Eoceno medio la parte inferior del Mioceno medio, ya que los depósitos "post-mantos" del Helveciense superior y del Tortoniense no están afectados por estas fases de deformación. El levanta-

miento seguido de fallas normales y de cizalla comienza en alguna parte el Mioceno inferior y continúa aún; las fallas de dirección E-W o N80° E, aunque pueden ser anteriores, son las que han actuado durante el final del Mioceno superior dando lugar a grandes saltos, como se ha podido apreciar tanto en el valle del Río Andarax, como en el Campo de Dalías (al Sur de esta Hoja), o al Sur de Ugijar (al W de esta Hoja), bien por observación directa o bien por métodos geofísicos.

Con posterioridad al Plioceno, por observaciones realizadas en zonas donde estos depósitos están bien representados (Campo de Dalías, al S de la Hoja) han funcionado fallas de dirección N20° E y N-S. Se han reactivado algo las ya mencionadas E-W, y ya netamente cuaternarias bastante recientes son las de dirección NW-SE que tan claramente representadas están en la Sierra de Gádor.

3. HISTORIA GEOLOGICA

Por el desarrollo litoestratigráfico de las secuencias Permo-Triásicas de las Unidades Alpujarrides se puede deducir que el modo de deposición fue muy similar en todas. Debido al metamorfismo y a la falta de fósiles y de estructuras sedimentarias, pocas conclusiones se pueden obtener acerca de las circunstancias bajo las que se han depositado los materiales pre-Pérmicos (micasquistos).

Durante el Permo-Werfeniense se da una sedimentación de terrígenos, con alterancia de arcillas limosas y arenosas, quizá bajo condiciones continentales. Los "Ripple-marks" descritos por JACQUIN (1.970) en planos de estratificación en cuarcitas indican sedimentación en medio marino poco profundo. El yeso (sólo en las unidades del Manto de Murtas) y algunos episodios de rocas carbonatadas de la parte más alta, sugieren un medio marino hipersalino.

En continuidad, y durante el Triásico medio y superior se fueron depositando calizas y dolomías. En estas épocas parece ser que las condiciones fueron de depósitos marinos en un alto fondo, donde podrían quedar amplias zonas con una sedimentación precaria, mientras que en otras los depósitos podrían llegar a alcanzar grandes potencias. El relieve de esta cuenca debía ser bastante irregular, con emersiones locales, con existencia de pequeñas cuencas cerradas y restringidas donde se depositaron yesos, o bien donde un ambiente excepcional (condiciones pH/cH favoreció localmente la concentración de fluorita y sulfuros.

Estas condiciones vienen sugeridas por el estudio sedimentológico de las rocas, y por varias observaciones como:

- a) Existencia de "Estromatolitos" que indican condiciones intertidales o de "Lagoon".
- b) La fuerte influencia (localmente) de materiales detríticos.
- c) Algunas margas y pizarras representan horizontes emergidos.
- d) Las intercalaciones yesíferas señalan una sedimentación en mar poco profundo evaporítico.
- e) Las rocas carbonatadas bituminosas indican una sedimentación rápida.
- f) El color marrón de las dolomías señala un medio oxidante.
- g) Las calizas "vermiculares" indican una sedimentación de "lagoon" o de llanura de marea.
- h) El contenido en fósiles indica depósitos en aguas marinas poco profundas, menos de 100 m.

Según ALDAYA (1.970) y EWERT, K. (1.976), estas condiciones bastante irregulares estuvieron complicadas por una notable inestabilidad tectónica, con movimientos que localmente pueden ser importantes (pliegues intratriásicos, pliegues de "slumping", brechas..., etc.).

Igualmente, y en esta misma época (Triásico medio-superior) tiene lugar una cierta actividad volcánica de tipo básico.

A partir de este momento, en el Alpujarride se establece un amplio espacio de tiempo del que se carecen de datos. Debido a la ausencia de terrenos pertenecientes al Jurásico, Cretácico y Paleógeno.

Los materiales del Maláguide, psamíticos y pelíticos Permo-Triásicos -lo más probable- se depositaron en un medio marino poco profundo fluvial o lagunar.

Durante el Jurásico la sedimentación carbonatada tiene lugar bajo condiciones poco profundas a intertidales (oolitos). Hay que considerar el carácter alóctono del Maláguide, y no es presumible que estos materiales se depositaran en esta Hoja.

Ya hasta el Mioceno superior no existe ningún tipo de sedimento, o al menos no aflora.

Durante el Mioceno medio y parte baja del superior, el edificio bético se compartimenta según fallas distensivas, que dan lugar a intracuencas más o menos profundas. Sobre esta morfología se inicia la transgresión del Mioceno superior durante el Tortoniense o quizás durante el Tortoniense superior.

Durante esta época, la Sierra Nevada y Sierra de Filabres están emergidas, mientras que la Sierra de Gádor constituye un alto fondo, con algún modesto relieve emergido; la zona oriental de la Sierra constituye una plataforma que da paso a la cuenca más profunda de Almería. El valle del Río Andarax constituye un surco profundo y subsi-

dente por donde un brazo de mar penetraba hacia la Alpujarra baja.

Hacia el Mioceno más superior (Andaluciense-Messiniense) parece elevarse poco a poco toda la zona, de forma que ya en el núcleo de Sierra de Gádor no se depositan sedimentos, mientras que en el valle del Andarax las facies representadas son continentales hacia el Oeste y marinas regresivas, salobres, deltaicas, etc., hacia el Este. En el borde oriental de Sierra de Gádor se depositan calizas de algas y pararecificales de profundidades muy someras.

Al final del Mioceno superior y antes del Plioceno se produce una reactivación de gran envergadura de las fallas de dirección E-W o N80°B, con saltos de más de 100 metros, que dan lugar en algunos casos (Sur de Alhama de Almería) a que partes del Manto de Murtas (Félix) que se encontraban en bloques elevados sobre las calizas del Manto de Lújar (Gádor), se deslizaran o despegaran aprovechando la naturaleza plástica de las filitas, hacia zonas deprimidas, y cabalgaran sobre el Mioceno superior allí depositado anteriormente.

Durante el Plioceno se produce una nueva transgresión marina que sólo afecta a la parte más oriental de esta Hoja, originándose poco después una red hidrográfica en la parte emergida con salida mediante un aparato deltaico al mar plioceno por el ángulo NE de la Hoja.

Con posterioridad al Plioceno funcionan nuevas fallas, principalmente de dirección NW-SE, se depositan grandes masas de conglomerados y arenas en régimen torrencial. Sobre los depósitos más antiguos se instalan glaciares, que van siendo cortados con la evolución de la red hidrográfica, condicionada también por ligeros reajustes tectónicos relativamente recientes.

4. PETROGRAFIA

4.1. EL METAMORFISMO

Generalmente los materiales alpujárrides han sufrido un metamorfismo bajo las condiciones de la "facies de esquistos verdes"; los materiales pre-Permo-Triásicos (micasquistos) han sido afectados por un grado de metamorfismo un poco más alto que las secuencias litológicas más recientes, dando lugar a la neoformación de biotita, que sólo se ha encontrado en una lámina delgada de los materiales más modernos, y que lo más probable es que sea de origen secundario.

Como señaló JACQUIN (1.970) la parte superior rojiza de la formación de filitas y cuarcitas ha sido poco afectada por el metamorfismo; lo mismo ocurre en los materiales carbonatados superpuestos.

Resumiendo, parece razonable admitir que los efectos del primer metamorfismo regional -que es claramente pre D_2 - decrecen gradualmente hacia arriba en las rocas de las Unidades del Manto de Murtas (\cong Félix); así para la formación de micasquistos se da la subfacies cuarzo-albita-epidota-biotita, en la parte más baja de la formación de filitas se da la subfacies de cuarzo-albita-moscovita, y en la parte más alta de la formación carbonatada, sólo existe un débil metamorfismo marcado por la recristalización y alguna neoformación de material sericítico en las rocas pelíticas.

Durante y entre las últimas fases de la deformación alpina se produce en las rocas pelíticas la recristalización o crecimiento, principalmente, de cuarzo, mica incolora y clorita, mientras continúa la recristalización en las rocas carbonatadas.

Las filitas Permo-triásicas de las Unidades del Manto de Lújar (\cong Gádor) han sido afectadas por metamorfismo regional alpino en facies de esquistos verdes. El cloritoide posiblemente señala un grado de metamorfismo un poco más alto que el que existe en las filitas del Manto de Murtas (\cong Félix). En contraste con lo anterior, la parte más alta de las filitas permo-triásicas de la Unidad de Lújar ha sido afectada también y la parte basal de la formación calizo-dolomítica (calcoesquistos) tiene testigos de este metamorfismo. Las dolomías y calizas superpuestas a estos calcoesquistos han sido poco afectadas.

Resumiendo, el efecto del primer metamorfismo regional (claramente pre- D_2) decrece gradualmente hacia arriba en los materiales del Manto de Lújar (Sierra de Gádor).

En el Manto de Murtas (\cong Félix) este metamorfismo es aún visible en la parte más alta de las pelitas y la más baja de la serie carbonatada.

Durante la última deformación alpina aparecen en las rocas pelíticas fases de neorecristalización o recrecimiento de cuarzo principalmente, mica incolora y clorita, mientras que la recristalización continúa en las rocas carbonatadas.

NAVARRO-VILA (1.976) ha realizado un estudio detallado sobre la evolución del metamorfismo en los Alpujárrides al N de Sierra Nevada. Según él, se puede demostrar que todo el metamorfismo pertenece a un mismo proceso contínuo y progresivo que termina al descender la temperatura con un proceso de retrometamorfismo.

Los minerales formados durante este proceso de metamorfismo son fundamentalmente:

a) En la formación de filitas y cuarcitas (Mantos de Murtas y Lújar): cuarzo, moscovita, clorita, paragonita, calcita y albita.

b) En la formación calizo-dolomítica (Mantos de Murtas y Lújar): las formaciones calizodolomíticas son ligeramente recristalizadas. Como

minerales de neoformación se encuentran: cuarzo, mica blanca, clorita y calcita.

Los materiales del Málaguide sólo localmente encuentran el efecto de un muy débil metamorfismo, marcado por neoformación de sericita y clorita en las rocas pelíticas y alguna recristalización en rocas cuarcíticas y carbonatadas.

4.2. ROCAS VOLCANICAS

Se han localizado rocas volcánicas básicas en dos localidades, entre rocas de la formación calizo-dolomítica de las Unidades del Manto de Lújar.

Se han encontrado dos pequeños afloramientos, a unos pocos centenares de metros al E de El Calabrial, en el contacto tectonizado entre la formación dolomítica y la caliza. Otro afloramiento aparece en el escarpado valle de la Rambla de Alcora cerca del Cerro de Albaricoque, entre rocas que pertenecen a la formación dolomítica.

Las rocas de la región de El Calabrial aparecen como "sills" con una potencia de unos 10 m., entre las dolomías oscuras, o entre margocalizas amarillentas y calizas. Las rocas verdosas han sido fuertemente alteradas. En el contacto con la roca carbonatada se observa una estrecha franja blanquecina de unos 50 cm., que indica un metamorfismo de contacto con la roca encajante. Además, las rocas carbonatadas que las rodean han sido deformadas tectónicamente por estas intrusiones (ver JACQUIN, 1.970, p. 208).

El principal contingente de estas rocas es la plagioclasa. Adicionalmente, y en proporción variable, aparecen: biotita, piroxéno, anfíbol, calcita, clorita, apatito, menas de hierro (como hematites y pirita), sericita y epidota.

Los cristales de plagioclasa (\pm oligoclasa-andesina) orientados al azar, con un tamaño de grano variable de más de 1 mm., han sido ligeramente reemplazados por clorita.

La biotita marrón oscura o amarilla, en cristales de más de 500 μ aparece en los intersticios entre los cristales de plagioclasa. También aparece epidota como producto de reemplazamiento de plagioclasa. El piroxéno es de composición augítica. Los cristales de anfíbol muestran un pleocroísmo azul a verde. La clorita es de origen secundario. La calcita se encuentra intersticialmente entre los cristales de plagioclasa y en venas que atraviesan la roca.

En cuanto a la edad de esta roca, parece ser Triásica. Los sedimentos en los que estas rocas han intruido son del Triásico medio-superior o superior. La falta de sedimento más modernos post-triásicos impiden dar una edad más exacta. De todas formas, KAMPSCHUUR (1.972) sugieren que la intru-

sión fue en sedimentos no consolidados, húmedos, lo cual implicaría una edad Triásica.

5. GEOLOGIA ECONOMICA

5.1. MINERIA Y CANTERAS

5.1.1. Minería y metalogenia

En esta Hoja la explotación de minerales está llegando casi totalmente a su fin. Canteras abandonadas y centenares de pequeños pozos abiertos dan testimonio de la gran actividad en el pasado. Durante mucho tiempo (3.000 años) la Sierra de Gádor ha sido famosa por sus minas ricas en galena (hay testigos de actividades mineras en tiempos de los fenicios).

La máxima producción en tiempos modernos ha sido durante el siglo pasado (en su primera mitad), en que eran explotadas 4.000 minas (muy pequeñas), y en donde trabajaban miles de personas. Hace varias décadas la mayoría de las minas se cerraron. Hoy en día, y desde hace unos años, algunas Compañías como MINERSA y ALMAGRERA explotan fluorita y galena en el área, justo al W de esta Hoja.

Esparcidas por esta Hoja existen varias áreas con minas y pequeños pozos abiertos, así en el Pado de las Cabras, en la región NW; en el SW (Mina Parrapa, Mina San Diego, Mina Rubios, etc.); en las regiones de La Chanata y El Calabrial en la parte central: alrededor del Marchal de Antón López; en la Loma de las minas al SE.

Todas estas actividades mineras están situadas en las dolomías oscuras del " Miembro Minas" T_{A22-A31}, asociadas con "facies franciscana", horizontes con nódulos de sílex, brechas, pizarras y argilitas. Estas dolomías (a veces fosilíferas) contienen cantidades considerables de niveles, principalmente estratificados de galena y fluorita blanquecina.

En cuanto a la génesis del mineral se han dado varias hipótesis, las más importantes son singenéticas-sedimentarias y vulcano-sedimentarias. Los más modernos trabajos a este respecto corresponden a SCHWERD (1.974) y EWERT (1.976). Según SCHWERD las mineralizaciones de galena y fluorita, con trazos de Cn, Zn y Hg, aparecen como horizontes concordantemente estratificados, y como niveles discordantes con los anteriores. Se pueden distinguir cinco tipos de mineralizaciones de las cuales cuatro son primarias, y se presentan como niveles estratificados claramente singenéticos-sedimentarios depositados en el Triásico (pre-tectónico). El quinto tipo comprende productos de removilización de los otros cuatro, formado durante la orogénesis alpina terciaria.

Estos niveles discordantes se encuentran cerca o en el contacto con los concordantes. Se supone que durante el Triásico tienen lugar fuertes enriquecimientos periódicos de soluciones ácidas de F-Si, las cuales probablemente son de origen endogenético (magmático). Dependiendo de las condiciones del medio y geoquímicas, se forman varios tipos de mineralizaciones $F_2Ca-SPb$ paralela a los planos de estratificación. La fuerte tectonización durante el Terciario, unido a las alternancias de condiciones de P y T, y una interna brechificación reactivan esas soluciones mineralizantes, dando lugar a niveles mineralizados discordantes de origen secundario.

Según EWERT (1.976), existen dos tipos principales de fluorita y tres generaciones:

MINERAL	TIPO	GENERACION
Espato Negro	I	1 ^a
Piedra Indiana	II	1 ^a y 2 ^a
Id. "Brechoide"	II a	2 ^a y 1 ^a
Fluorita Removilizada	III	3 ^a

I. ESPATO NEGRO

El espato negro es un sedimento de espato flúor, dolomita y cuarzo con un poco de galena y pirita. En algunos afloramientos se encuentran también minerales de cobre en pocas cantidades, sobre todo azurita y malaquita.

El espato negro se presenta en bancos irregulares, en forma de lentejones. Se aprecian muy bien las estructuras sedimentarias, fósiles y horizontes con sedimentos. Muchas veces se reconoce una sedimentación rítmica de clorita, cuarzo y dolomita.

El espato negro se da preferentemente en calizas. Existen pequeñas intercalaciones de margas tanto en el espato negro como en las calizas situadas en el techo o en el muro de los bancos de espato negro. El espesor de dichos bancos varía mucho y alcanza hasta unos tres metros. El contenido en fluorita es muy variable y llega hasta más del 70 %.

II. PIEDRA INDIANA

La piedra indiana es una fluorita bandeada con bandas oscuras y claras. Es un equivalente a la dolomía "franciscana". Las bandas oscuras -muchas veces negras- representan el sedimento con sus estructuras sedimentarias. Las bandas claras son el resultado de una cristalización centrípeta simétrica como en la "franciscana".

II a) PIEDRA INDIANA "BRECHOIDE"

Si la relación esparita (bandas oscuras) -espatita (bandas claras) es bastante menor de 1, se desarrollan dentro de la piedra indiana estructuras que parecen brechoides. Si la separación de las bandas oscuras fué más rápida que el crecimiento de la espatita, se colapsaron posiblemente las bandas oscuras y resultó una estructura brechoide. Es el tipo de mineral que describió F. TONA (1.973) como "Pseudobrechoides" en la Sierra de Lújar.

Este tipo de fluorita aflora junto con el tipo II.

III. FLUORITA REMOVILIZADA

El tercer tipo es la fluorita removilizada. Es el mineral más joven y el que se presenta de un modo más irregular. La fluorita removilizada aparece en diaclasas, en las superficies entre los bancos y en brechas tectónicas. Nunca está muy lejos del mineral primario, y por eso se puede decir que es un tipo de mineralización que no es concordante, pero que se encuentra siempre, aproximadamente, en el mismo nivel estratigráfico.

Se encuentra la fluorita removilizada prácticamente en todos los yacimientos de los tipos I, II y II a.

Tenemos, pues, tres tipos de fluorita y podemos distinguir tres generaciones:

1ª generación: Sedimento de fluorita en el espatito negro y en las bandas oscuras de la piedra indiana.

2ª generación: Cristalizaciones centrípetas simétricas de fluorita en las bandas claras de la piedra indiana.

3ª generación: Removilizaciones de fluorita en los niveles mineralizados.

La cronología de las tres generaciones se puede simplificar de la siguiente manera:

La primera generación se formó durante la sedimentación y la diagénesis temprana; la segunda, en el curso de la diagénesis hasta la diagénesis tardía, y la tercera generación es epigenética.

Los yacimientos de plomo están situados en los mismos niveles estratigráficos de las mineralizaciones de fluorita.

El plomo aparece en dos tipos y generaciones principales:

I. Galena diseminada en pequeños puntos en los bancos mineralizados. Es la mineralización primaria.

II. Removilizaciones de galena en diaclasas y también en las suturas de la piedra india y dolomías con "franciscana".

Los yacimientos principales de galena de la Sierra de Gádor están en la zona del "Alto de la Estrella".

A veces la galena está muy alterada a cerusita.

Como se ha dicho, junto a los minerales de galena-fluorita de importancia económica, la formación calizo-dolomítica contiene en menor proporción minerales de cobre, como malaquita, azurita (ambas en rocas pelíticas y, a veces, de interés económico), pirita, burnina y covellina.

Localmente las dolomías rojas por alteración contienen una proporción considerable de hierro.

En las formaciones de las Unidades del Manto de Murtas (\cong Félix) se han encontrado minerales de cobre, como malaquita, azurita, calcocina, covellina y pirita, tanto en las filitas como en las rocas carbonatadas. Adicionalmente estos materiales pueden tener baritina, galena (muy poca) e hierro. Se han explotado localmente los minerales de hierro (como hematites y pirita) dispersos en las rocas pelíticas ricas en carbonatos.

En ambas unidades tectónicas hay indicios de mercurio, a veces, en cantidades explotables.

En la parte oriental de la Hoja, tanto en la región de Las Minas, al SE de Alhama de Almería, como en la vecina Hoja de Almería, se han explotado hasta hace unos años azufre nativo amarillento con alunita (intercaladas entre los depósitos yesíferos del Mioceno superior, en contacto con las rocas carbonatadas alpujárrides).

La asociación azufre-alunita (y posiblemente también mercurio) indica una génesis volcánica. Pruebas de este vulcanismo, de edad Mioceno mediosuperior (ver SIERRA LOPEZ, 1.967), se han encontrado cerca de Vicar (Hoja de Roquetas de Mar), y por supuesto en la Serrata y Sierra de Gata, en las hojas de Carboneras y Pozo de los Frailes, Cabo de Gata, etc.

Se encuentran muchas fuentes termales (aún activas), siendo las más conocidas las de Alhama de Almería y las de los Baños de Sierra Alhamilla de la Hoja de Almería, que testimonian esta actividad.

5.1.2. Canteras

En el pasado se explotaron algunas intercalaciones de yeso del Mioceno superior.

En la actualidad hay cambios en margas, limo y arenas del Mioceno superior, siendo los más relevantes los que explotan las calizas travertínicas de los alrededores del pueblo de Alhama de Almería.

5.2. HIDROGEOLOGIA

Desde este punto de vista, está claramente definido que el acuífero principal que ocupa esta Hoja, son las calizas y dolomías triásicas de la Sierra de Gádor, que descarga hacia los bordes de la Sierra, encontrándose caudales de unos 70 l/sg., en el borde Sur de la Sierra, debajo del Terciario y Cuaternario en la Hoja limítrofe de Roquetas de Mar.

Hacia el NW, también tiene su importancia, pues constituye un acuífero con el nivel estático a una profundidad de 50 a 90 m., en el borde de la Sierra.

Este acuífero se encuentra frecuentemente compartimentado por fracturas y tramos menos permeables, que puede hacer que unos bloques tengan un comportamiento distinto a los adyacentes.

En el borde de la Sierra este acuífero queda completamente limitado por las fallas de borde, sobre las que se encuentran las margas miocenas sellando el acuífero. Este efecto se ve aún más aumentado, en algunos puntos, por el cabalgamiento del manto superior alpujárri-de.

Este acuífero se explota, o bien en el borde de la Sierra, mediante sondeos, y con galerías que drena continuamente el acuífero y que son su principal rebosadero.

También se han realizado sondeos para explotar este acuífero en el centro de la cubeta terciaria, pero parece ser que la transmisibilidad en estos puntos de las dolomías y calizas es muy baja, según se ha podido ver por ensayos de bombeo.

El Manto de Murtas (o Félix) no presenta interés al estar casi siempre colgadas sus dolomías y calizas.

Otro acúfero de cierta importancia es el constituido por el aluvial del Río Andarax, cuyo nivel piezométrico fluctúa de unas épocas a otras bastante.

Los restantes niveles permeables, tanto terciarios como cuaternarios, o tienen poca extensión de afloramiento, o están colgadas y se descargan mediante pequeñas fuentes.

Para mayor información a este respecto, remitimos al lector al "Estudio hidrogeológico de la Cuenca Sur Almería-Cuenca del Andarax" realizado por ENADIMSA en 1.975 para el IGME e IRYDA.

6. BIBLIOGRAFIA

- ALDAYA, F. (1.969a).— Sobre el sentido de los corrimientos de los Mantos Alpujárrides al Sur de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. Granada). *Bol. Geol. Min.* T. LXXXIII, 212-217.
- (1.969b).— Los Mantos Alpujárrides al S de Sierra Nevada (zona Bética, prov. Granada). *Acta Geol. Hisp.*, año IV, n° 5 pp. 125-130.
- (1.969c).— Los Mantos Alpujárrides al S de Sierra Nevada. *Tesis Univ. de Granada*, 527 pp. mem. inéd.
- (1.970a).— Sobre la geometría de las superficies de corrimiento de los Mantos Alpujárrides del S de Sierra Nevada (Zona Bética, prov. Granada). *Cuad. Geol. Univ. de Granada*, pp. 35, 37.
- (1.970b).— Pliegues triásicos en la Sierra de Lújar, Zona Bética, prov. Granada. (Nota preliminar). *Bol. Geol. Min.*, T. LXXXI-VI, pp. 593-600.
- (1.970c).— La sucesión de etapas tectónicas en el dominio alpujárride (Zona Bética, prv. Granada). *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1 pp. 159-181.
- ALDAYA, F., BAENA, J., EWERT, K. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica n° 1.057 (Adra). Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (Segunda Serie), *IGME*, Madrid.
- ALDAYA, F., BAENA, J., EWERT, K. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica n° 1.043 (Ugijar). Mapa Geológico de España a E. 1:50.000 (Segunda Serie), *IGME*, Madrid.
- BAENA, J., EWERT, K. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica n° 1.058 (Roquetas de Mar). Mapa Geológico de España a E 1:50.000 (Segunda Serie), *IGME*, Madrid.
- BAENA, J., VOERMANS, F. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica n° 1.045 (Almería). Mapa Geológico de España E 1:50.000 (Segunda Serie), *IGME*, Madrid.
- BANTING, A.H. (1.933).— Sur le pli-nappe de Lújar-Gádor (Cord. Bética). *Proc. Konn. Ned. Akad. V. Wettensch*, vol. XXXVI, pp. 96-108.

- BARROIS, CH. y OFFERT, A. (1.889).— Memorie sur la constitution geologique du sud de L'Andalousie, de la Sierra Tejada a la Sierra Nevada. *Mem. Ac. Sc. Ins. Nat. France*, vol. XXX, n° 2, 79-169.
- BLUMENTHAL, M.M. (1.935).— Reliejuberschiebungen in den Westlichen Betische Cordillera. *Geol. Med. Occ. V. IV*, n° 8, pp. 3-28.
- BOOGAARD, M. Van Den (1.966).— Post-Carboniferous Conodonts from Southeastern Spain. *Proc. Kon. Ned. Akad. Wetensch.*, 69, pp. 691-698.
- DIAZ DE FEDERICO, A., BURGOS, J., ALMARZA, J., OROZCO, M. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica n° 1.028 (Aldeire). Mapa Geológico de España, E. 1 : 50.000 (Segunda Serie) *IGME*, Madrid.
- EGELER, C.G. (1.974).— On the evolution of structure and metamorphism during the Alpine orogeny in the eastern and central Betic Zone (Betic Cordilleras, Spain). *Geol. & Mijnb.*, 53 pp. 273-277.
- EGELER, C.G. y SIMON, O.J. (1.969).— Sur la tectonique de la Zone Bétique (Cordillères Bétiques, Espagne). *Verb. Kon. Ned. Akad. Wetensch., Afd. Natuurk.*, 25, 90 p.
- EGELER, C.G.; RONDEEL, H.E. y SIMON, O.J. (1.972).— Considerations on the grouping of the tectonic units in the Betic Zone, Southern Spain. *Estudios Geológicos*, 27, 6 pp. 467-473.
- EWERT, K. (1.976).— Estratigrafía, litología y mineralizaciones del Manto de Lújar (Zona Bética). *Studia Geol. Univ. Salamanca* N° XI.
- FALLOT, P. (1.948).— Les Cordilleres Bétiques. *Estudios Geológicos*. n° 8, pp. 83-172.
- FONTBOTE, J.M. (1.970).— Sobre la historia preorogénica de las Cordilleras Béticas. *Cuad. Geol. Univ. Granada*, I, vol. 1, pág. 71.
- GONZALO y TRAIN, J. (1.882).— Edad geológica de las calizas metalíferas de la Sierra de Gádor en la Provincia de Almería. *Bol. Con. Mapa Geol. España*, t. 9, pp. 97-111.
- HETZEL, W.H. (1.923).— Bijdrage tot de geologie van de Sierra Alhambilla (prov. Almería). *Thesis Delft*. 104 p.
- JACQUIN, J.P. (1.970).— Contribution a l'étude géologique et minière de la Sierra de Gádor (Almería, Espagne). *Thesis Nantes*, 501 p.
- KAMPSCHUUR, W. (1.975).— Data on thrusting and metamorphism in the eastern Sierra de los Filabres: Higher Nevado-Filábride units and the glaucophanitic greenschist facies. *Tectonophysics*. 27 pp. 57-81.
- KAMPSCHUUR, W.; LANGENBERG, C.W. y RONDEEL, H.E. (1.973).— Poliphase alpine deformation of the Eastern part of the Betic Zone of Spain. *Estudios Geológicos*, 29 pp. 209-222.
- KAMPSCHUUR, W. y RONDEEL, H.E. (1.975).— The origin of the Betic Orogen, Southern Spain. *Tectonophysics*, 27, pp. 39-56.

- KOZUR, H. y SIMON, O.J. (1.972).— Contribution to the Triassic Microfauna and Stratigraphy of the Betic Zone (Southern Spain). *Número Extraordinario XXX Aniv. E.N. Adaro*, pp. 143-158.
- KOZUR, H.; KAMPSCHUUR, W.; HOLDER-BLANKEN, C.W.H. y SIMON, O.J. (1.974).— Contribution to the Triassic, ostracode faunas of the Betic Zone (Southern Spain). *Scripta Geol.* 23, pp. 1-56.
- NAVARRO, D.; VELANDO, F. (en prensa).— Memoria y Hoja Geológica nº 1.029 (Gergal), *Mapa Geológico de España, E. 1:50.000 (segunda serie) I.G.M.E.*, Madrid.
- NAVARRO VILA, F. (1.976).— Los Mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada: *Tesis Doc. Univ. Bilbao*, pp. 288.
- OROZCO, M. (1.969).— Sobre unos afloramientos de rocas verdes de Sierra de Gádor (Cordilleras Béticas). *Acta Geol. Hisp.*, T. IV, nº 4, pp. 96-98.
- OROZCO, M. (1.970a).— Nuevas aportaciones para la interpretación de los depósitos de fluorita de Sierra de Gádor. *Acta. Geol. Hisp.* (1.970b).— Sobre la zona de contacto entre Sierra Nevada y Sierra de Gádor comprendida entre Lujar de Andarax y Campayos (prov. Almería). *Act. Geol. Hisp.* T. V, nº 2, pp. 44-47.
- (1.972).— Los Alpujarrides de Sierra de Gádor occidental. *Tesis Doct. Univ. Granada*.
- OVEJERO, G., TONA, F., MARIN, J.M., GUTIERREZ, A., JACQUIN, J.P., SERVAJEANT, G. y ZUBIAUR, J.F. (1.975).— Las mineralizaciones de plomo-fluorita de Sierra de Lújar (prov. Granada Esp) *Jor. Min. Metal. Bilbao*, T. IX, p. 83-119.
- PERCONIG, E. (1.976).— Estudio de algunos cortes del Neógeno de Sierra de Gádor y del Campo de Dalías (Almería, España). *Revista Española de Micropaleontología*, vol. 8, nº 1, pp. 141-178.
- QUESADA GARCIA, A. y ESPEJO MOLINA, J.A. (1.968).— Aportación al conocimiento geológico-minero de la Sierra de Gádor en las proximidades de Berja (Almería). *Bol. Geol. y Min.*, T. 79. 2 pp. 143-158.
- SCHWERD, K. (1.974).— Stratigraphie, Fazies und Lagerstätten in triassischen karbonatgesteinen der alpujarridischen Decken in der westlichen Sierra de Gádor (Betische Kordillere, Provincia Almería, Sudspanien). *Thesis Muchen*, 160 p.
- SIERRA LOPEZ, J., ORTIZ RAMOS, A. y BURKHALTER ANEL, J. (1.967).— Origen de algunas mineralizaciones de fluorita y galena de la Sierra de Gádor, en relación con la singénesis y epigénesis. Importancia para su investigación minera. *Not. y Com. del I.G.M.E.*, 97-98 pp. 289-308.
- SIMON, O.J., WESTERHOF, A. y RONDEEL, H.E. (en prensa).— A propos d'une nouvelle paleogeographie de la Zone Betique (Espagne Meridionale). Implications geodynamiques.

- VERNEUIL, M. y COLOMB, E. (1.856).— Géologie du Sud-Est de l'Espagne. Résumé succinct d'une excursion en Murcie et sur la frontière d'Andalousie. *Bull. Soc. Geol. France (?)*. XIII, pp. 633-660.
- VISSERS, R.L.M. (en prensa).— Data on the tectonic and metamorphic evolution of the Central Sierra de los Filabres, Betic Cordilleres, SE. Spain.
- WESTERVELD, J. (1.929).— De bouw der Alpujarras en het tektonische verband der oostelijke Betische Ketens. *Thesis Delft*, 120 p.



INSTITUTO GEOLOGICO
Y MINERO DE ESPAÑA
RIOS ROSAS, 23 MADRID 3



SERVICIO DE PUBLICACIONES
MINISTERIO DE INDUSTRIA Y ENERGIA